最終氷期以降の猪苗代湖の水位変化

小 元 久 仁 夫*

Changes of Lake Level of Lake Inawashiro,
since the Last Glaciation

Kunio OMOTO

I. はじめに

猪苗代湖は猪苗代盆地のほぼ中央に位置し、湖面の面積103.9km²、最大深度93.5m、湖面の海拔高度514 m を有する²⁾。湖の周辺には湖成段丘が発達し、過去に水位変化のあったことがこれまでの研究（田辺 1949, 1953; 堀江 1953; 中村 1958; TANABE 1960）によって知られている。最近鈴木らの研究（1982d, 1984）によって猪苗代湖の水位変化の概要は十分明らかになったが、湖成段丘の形成時期や水位変化の原因が十分に解明されたとはいえない。筆者はかねてより猪苗代盆地の地形発達に関心をもち、上述の問題を解決するために、野外調査と放射性炭素年代測定を行いながら研究を行ってきた（OMOTO 1976; OMOTO *et al.* 1976; OMOTO 1977, 1978; 小元 1979, 1982, 1986, 1987a, 1987b）。本論ではこれまでに収集した研究資料を整理し、猪苗代湖における最終氷期以降の水位変化を明らかにしたい。

II. 水位変化に関連する堆積物と地形

(1) 猪苗代湖成層

猪苗代湖成層³⁾とは湖南の中地川中流の上屋敷や中ノ入沢、菅川上流の馬入や常夏川上流の東岐など（標高550-555m）で観察される凝灰質粘土層、シルト、砂層、レンズ状の砂礫層によって構成される地層とそれらの互層から成る地層であり、鈴木ほか（1982a および1982d）の湖南層に相当する。本層は有機物に富み、泥炭質粘土層の中に植物遺体や埋木を挟在する。鈴木ほか（1982a）や筆者により本層の堆積物について $22,880 \pm_{880}^{990}$ y BP (TH-753) ~ $28,400 \pm_{1,680}^{2,130}$ y BP (TH-1200) の放射性炭素年代が得られた。したがって猪苗代湖成層は最終氷期の堆積物である。

(2) 高位湖成段丘

猪苗代盆地に発達する高位の湖成段丘は猪苗代湖成層の堆積面またはこれをわずかに切り砂礫層を載せる地形面である。湖南では標高550-555m に猪苗代湖成層が堆積し、その上部は厚さ数mの砂礫層で覆われて高位の段丘面となっている（第1図）。鈴木ほか（1982a）によると常夏川上流の東岐では高位の湖成段丘を形成している湖南層（本層）上部（地表から3.4m）から $14,990 \pm_{360}^{880}$ y BP (TH-715) の放射性炭素年代を得ている。したがって高位の湖成段丘は、おそらくとも1万数千年前には堆積が完了し離水していたと推定される。

(3) 中位湖成段丘

湖南の愛宕川とその支流が形成した小扇状地の扇側に近い部分の露頭の状態と採取した試料の放射性炭素年代を第2図に示す。この小扇状地の前面は猪苗代湖に面することからこの露頭の泥炭質堆積物はおそらく当時の湖水位に近い高度で堆積したと考えられる。その標高は約522m ~ 521m であるから当時の水位

*日本大学文理学部地理学教室. Dept. Geogr., Coll. Human. & Sci., Nihon University.

は520m前後ではなかったかと推定される。またその年代が13,000~14,000 y BP であるので構造運動がなかったとすれば、中位の湖成段丘の分布高度(535m~525m)から判断して、この水位は中位段丘の離水後の年代を示している。鈴木ほか(1982 d)は中位の湖成段丘の形成時期を沼沢軽石層⁴⁾の降下後、すなわち5,500 yBP~4,500 y BP頃と考えており、筆者の年代との間にずれがある。

(4) 低位湖成段丘

鈴木ほか(1982 d)によると低位湖成段丘の形成年代は2,500 y BP~3,000 y BP頃と推定されている。第2図に示した小扇状地の露頭で、地表から約1 m下方の古土壌の中に堆積していた木片の放射性炭素年代は1,890±110 y BP (TH-1188)を示し、その北方の一段低い低湿地に埋没していたサワラとはほぼ同じ年代(小元 1986)を示した。サワラの生育環境から当時の湖水位は現在よりも低かったと考えられ(小元 1986)、その頃、すなわち2,000 y BP頃低位の湖成段丘面は形成されたと解釈することができる。

(5) 現湖面付近および湖水下の地形

湖南の屏風岩付近と湖西の材木山付近には湖蝕棚やノッチが発達している。これらの地形もまた湖水位を示している。また音響測深記録⁵⁾によれば湖面下2 m, 10m, 15m, 20mに波蝕面または段丘面と考えられる平坦な地形が認められ、かつて湖水位が低下して安定な水位を保っていた時期、または水位が上昇する過程で水位が安定していた時期に、年代不詳ながらもこれらの沈水地形面(第3図)が形成されたことを暗示している。なお猪苗代湖北西部の翁島付近に発達する湖面下2 mの平坦面の形成は低位段丘の形成に関連すると筆者は考えている。

III. 水位変化に関する研究

猪苗代湖周辺では過去最大3回水位変化があったことが指摘されている(第1表)。鈴木ほか(1982 d)によると“猪苗代湖は後期更新世の最終間氷期に日橋川流域がダムアップされたことにより形成され、最終氷期のおよそ5万年前から1万年少しさかのぼるころまで湖は高水位を保ち、約1万年少し前に生じた水位低下によって高位段丘(525m)が形成された。その後、日橋川の河谷の侵食の段階的進行にともなう2度にわたって水位の低下が生じた結果、中位(519m)および下位(515m)の湖成段丘⁶⁾が形成された。”と考えている。

堀江(1953)は湖底の形状に着目し深度90mまで沈水谷が存在することと湖底に樹林が存在することを

第1図 猪苗代盆地南部の地形分類図

a: 高位河成段丘, b: 高位湖成段丘, c: 中位河成段丘,
d: 中位湖成段丘, e: 低位河成段丘または低位湖成段丘,
f: 砂州または砂嘴, g: 沖積錐, h: 地形界, i: ¹⁴C年代
測定試料採取地点, j: 山地・その他

第2図 愛宕川扇状地扇側部の露頭模式図と放射性炭素年代

a : 黒色土壌 b : 砂礫層 c : 砂層 d : 泥炭質粘土層
e : 凝灰質砂層 f : 木片 (放射性炭素年代測定結果を左側
に示す)

存在することについても報告している。

OMOTO (1977) は野口記念館の南南東2kmの猪苗代湖湖底に直立する木根 (樹種不明) の放射性炭素年代が $3,535 \pm 110$ y BP (TH-175) であると報告した。この樹林が水中に根を張って成長したとは考えら

報告した。WAKO (1966) は猪苗代湖の音響測深結果にもとづき深度10m以下に発達する平坦面の存在⁷⁾を指摘し、それらがかつての湖水位を示唆するものであると考えた。また中村 (1980) は盆地縁辺および湖岸の河谷地形の特色から現湖水位よりかなり低い約60-70mの低位基準面を認めている。

穴沢 (1953, 1960, 1961) によると三城潟の南や、真行浜、蟹沢沖、長浜、十六橋などの湖畔の遺跡からは主として縄文時代中期末の土器が出土し、湖面が50-100cm低下した時には湖底から縄文時代後期および晩期の遺物が豊富に出土することを報告している。また穴沢 (1953) は三城潟の南や、真行浜沖合の湖底にコナラ森林が存

第3図 音響測深記録による湖面下の平坦面 (沈水段丘) の例

第1表 猪苗代湖の研究者別湖成段丘一覧表

田辺 (1953) 湖南 湖北	堀江 (1953)	中村 (1958) 湖北	鈴木ほか (1982 d) 湖の北西部	小元 (本論) 湖南
550m 525m		532m	525m	550-540m
535m 520m	535m±	526m	519m	535-525m
515m 515m			515m	515m

注 1) 田辺の高度は論文の結論で述べられている数値を示す。地域によって湖成段丘の高度は若干異なる。

2) 各研究者による湖成段丘の高度は単に上下関係を示すのみであり、研究者間の対比を必ずしも示していない。

れないから、この木根は当時の湖水位⁹⁾が現在よりも低かったことを示す証拠の一つである。また野口記念館の建て替えの際に採取された埋木や泥炭層について放射性炭素年代測定を行い、地表から6m下方あった泥炭層の年代を $5,480 \pm 135y$ BP (TH-247)、地表から4m下方に埋没していた埋木の年代を $3,720 \pm 115y$ BP (TH-259) と報告し (OMOTO 1978)、約5,500年前には猪苗代湖の水位

が現在よりもおよそ5mほど低かったのではないかと推定した (小元 1979)。

また筆者は湖南の横沢部落北方の湖岸平野で1,900y BP頃サワラ林が繁茂していたことを報告した。サワラが生育する環境を考えたとき、当時の湖水位は少なくとも現在よりも2m位は低かった筈であり (小元 1986)、かつて筆者が推定した低湖水位 (小元 1979) が引続いていたと考えれば矛盾することなく、かつ穴沢 (前掲) により指摘された現湖水位下に存在した縄文時代後期および晩期の遺跡の立地を証明する資料となる。

IV. 湖水の拡大と縮小に関する考察

湖南では標高550-555mに猪苗代湖成層が堆積しており、その年代は28,400~27,000y BPである⁹⁾。猪苗代湖周辺の湖成層の分布や湖成段丘の高度から判断して上記の数値は猪苗代湖の最高水位を示す。そしてこの時期以降湖水位は低下する。第2図に示した露頭は小扇状地の扇側部に位置し、その前面は湖に向って緩く傾き、湖との間に何等障害となるものはない。したがって当時この露頭のすぐ近くに湖があったと考えられる。よってこの露頭の高度520-522m間に堆積した2枚の泥炭層の堆積時 (14,000y BP頃)には湖面とさほど高度差がなかったのではないかと推察される。当時の水位を520m前後とすれば、最高水位時からの水位低下率は0.21cm/yと見積もることができる。

また5,500y BP頃の水位は野口記念館の地下6mに埋没している泥炭層の放射性炭素年代から509mより低く多分508m位であったと推定される。さらに1,890y BP頃の水位は湖南の埋没林の存在とその年代から512m位であったと推定される。したがって5,500y BP以降の湖水位の上昇率は0.11cm/yと見積も

第4図 最終氷期以降の猪苗代湖の水位変化 (試算)

第2表 猪苗代湖の水位変化に関する資料（試算）

放射性炭素 年代 (y BP)	Lab. code	試 料	湖 水 位 (m.a.s.l.)	湖水位変化率 (m/y ¹⁾)
present			514	
				+0.0011
1,890	TH-1185	泥炭質粘土層中の材木	512	+0.0011
3,535 ²⁾	TH-175	水深2.5kmの湖底の木根	510.8	+0.0009 ³⁾
				+0.0011
5,480	TH-247	泥炭質粘土層	508?	+0.0015
(7,500)			(505?) ⁴⁾	-0.0014
9,590	TH-732	扇状地礫層中の埋没土壌	508?	-0.0029
13,900	TH-1187	泥炭層中の木片	520	-0.0021
28,400	TH-1200	猪苗代湖成層中の材木	550	

注 1) 湖水位の停滞期間を無視した湖水位変化率。

2) 湖北の野口記念館の南東約 2 km の湖底に直立している樹株が成育していた時の年代と平均隆起率（最大値）から算出される湖水位。

3) 猪苗代湖北西部における一等水準点の過去87年間の平均変化率（+0.0004～0.0009m/y）。

4) 計算による湖水位の最低値。

ることができる。

先に記載した水位低下率と水位上昇率から水位がもっとも低下した時期とその時の水位を求めると、その値は約7,500y BP 頃で505m という数値が算出される¹⁰⁾。これまで述べた水位変化をまとめれば第4図および第2表のようになる。

V. 水位変化の原因

猪苗代湖の水位が最終氷期末から完新世初期にかけて低下し、以後上昇に転じたことは湖成段丘の発達や湖底や湖岸平野の埋没林の存在から明らかになった。その主な原因として最終氷期から現在に至るまでの気候変化と日橋川流域を含む猪苗代盆地の構造運動が考えられる¹¹⁾。

(1) 気候変化

大場ほか（1980）によると、最終氷期には海水準の低下によって対馬海流はもはや日本海に流入することができなくなっていた¹²⁾。また ONO（1984）によれば当時の極前線は現在よりもはるか南に位置していた。このような環境下で猪苗代湖周辺の当時の気候は現在よりもはるかに寒冷な気温と少ない降水量で特色づけられ、猪苗代湖からの蒸発量も現在より増加していたと思われる。その結果猪苗代湖の水位は次第に低下したと推定される。その後 8,000y BP 頃になってふたたび日本海に対馬海流が流入し（大場ほか 1980）、当地域の気候は今日のような日本海型の気候区分に入り、冬季多雪地域となった。このような気候変化の結果降水量が増加し、一方猪苗代湖からの蒸発量は減少したことにより猪苗代湖の水位は徐々に上昇に転じたものと考えられる。このような気候変化は猪苗代湖盆地の赤井谷地や法正尻湿原での花粉分析結果（川村 1979；相馬 1984；鈴木 1984）にもよく現れている。すなわち鈴木（1984）によれ

第3表 最終氷期以降の猪苗代盆地における自然環境の変遷

年代 (y BP) テフラ	水位 (m. a. s. l.)	地形の形成	年代の根拠 となった試 (資)料	水位(1)および 気温(2)の変化 の傾向 ¹⁾
0	514	三角洲 沖積錐 砂嘴 氾濫原 砂州 自然堤防	湖南の沖積錐	
1,800	512?	低位湖成段丘	湖南の埋没林	
4,500	510?	(湖底面 I ?)		
---NP---				
5,500	508		沼沢軽石層中 の炭化木片 野口記念館 地下の泥炭層	
7,500	505+?	(湖底面 II ?)	計算による 推定値	
9,600	508?	中位湖成段丘	埋没土壌	
14,000	520	高位湖成段丘	湖南の泥炭層 浅間テフラ?	
---As-?---			始良Tn火山灰	
---AT---			湖成層の年代	
28,000	550			

注 1) 実線 (1) は水位, 点線 (2) は気温の変化の傾向を示す。C: 寒冷, W: 温暖。+: 水位は現在より高い。 -: 水位は現在より低い。

2) 年代値と地形形成年代や湖水位は表示より若干ずれる。目安を示すと見ていただきたい。

ば赤井谷地では20,000y BP 頃まで湖沼の状態が続き、その後(赤井谷地は)一時干上がり、約10,000y BP 頃に湿原を生じたとされている。

(2) 構造運動

猪苗代湖の水位は気候変化がなければ盆地の傾動、日橋川流域の構造運動と下刻速度によって支配されると考えられる。田辺(1953)は湖南と湖北の湖成段丘の高度差から猪苗代湖盆が北方へ傾動していることを指摘した。堀江(1953)は東部および南部の湖底段丘の高度が他の地域に比較して数m高いことに着目して、その原因を盆地の傾動運動によるものと考えた。中村(1982)は日橋川の流路が穿入曲流を示すことから、当地域が隆起の傾向¹³⁾にあったことを指摘した。鈴木ほか(1982d)は日橋川の流出口から上戸付近を結ぶ東西方向の線をはさんで、盆地域と山地域とを問わず、北側と南側の地域が傾動的に隆起する傾向が、更新世末以後において認められることを指摘している。

湖北で湖成段丘が形成された時に構造運動が全くなかったとすれば、湖北の湖成段丘の比高はそのまま水位変化量を示す。もし湖南と湖北の湖成段丘に高度差があれば、それは水位変化量+構造運動による隆起量(または沈降量)である。このような考えにしたがって水位変化分を差し引くことにより隆起量を求めることができる。このようにして湖南では高位段丘形成後中位段丘形成までに約10mの隆起(平均隆起率は0.23cm/y)または傾動運動が起こったことが推定され、同様に中位段丘形成後から低位段丘の形成にかけては湖南で15mの差別的な隆起(または傾動。平均隆起率は0.19cm/y)が起こったと算出される。

VI. 結 論

最終氷期以降の猪苗代湖の水位変化について放射性炭素年代資料を用いて考察した。その結果は第3表

および次のように要約することができる。

- (1) およそ28,000~22,880y BP 頃猪苗代湖の水位はもっとも高く海拔550m にあり、猪苗代湖成層が堆積していた。
- (2) 日橋川の下刻と最終氷期の寒冷かつ乾燥な気候環境下で降水量が減少したため猪苗代湖の水位は低下し、20,000~14,000y BP 頃までに高位の湖成段丘面が形成された。
- (3) その後も水位は低下し、14,000~9,600y BP に一時湖水位が停滞した時期があり、中位の湖成段丘面が形成された。
- (4) 7,500y BP 頃には水位がもっとも低下し、当時の湖面は505m 位であったと推定される。その後気候の顕著な温暖化が起こり降水量が増加し、その結果猪苗代湖の水位は次第に上昇に転じた。
- (5) 沈水段丘の一部や低位の湖成段丘面は7,500~2,000y BP に形成された。
- (6) その後、水位の上昇に伴って当時湖北の湖岸に形成されていた縄文時代後期から晩期の遺跡は湖底に沈み、湖北の三城潟沖の樹林は3,500y BP 頃に、また湖南の平野に繁茂していた樹林も1,900y BP 頃に湖底に沈んだ。

謝 辞

筆者は東北大学大学院に在学中からその後、東北大学理学部地理学教室に勤務し昭和62年3月に退職するまでの25年間にわたり東北大学の設楽寛教授にはいろいろとお世話いただいた。設楽先生は昭和64年3月に停年で退官されることになっている。先生の御退官に際し、お世話になった感謝の気持ちをこめてささやかながら本論を献呈したい。

注

- 1) 本論文の内容は1985年度東北地理学会秋季大会、1987年度東北地理学会春季大会、および1987年度日本地理学会秋季大会において発表し投稿を準備中の一部である。
- 2) 理科年表(昭和55年)による。
- 3) 堆積物の層相(鈴木ほか 1982a, b, c, d)と堆積年代が最終氷期ということなど共通点が多いことから、湖南で猪苗代湖成層が堆積していた頃に他の地域でも猪苗代湖の水位と密接な関係を有する堆積が行われていたと判断した。すなわち本層に相当する地層としては鈴木ほか(1981)、吉田・鈴木(1981)、鈴木・吉田(1982)、中馬・吉田(1982)、鈴木ほか(1982 a, b, c, d)が命名した山潟層(C以下)、猪苗代層(下部)、砂川層、赤井層、法正尻層、原層などがある。
- 4) 沼沢軽石層の放射性炭素年代は約5,000~4,500y BP である(只見川第四紀研究グループ 1966a および1966b; OMOTO 1976; OMOTO *et al.* 1976)。
- 5) 筆者が東北大学に勤務していた時に行った音響測深結果による。その詳細については稿を改めて報告したい。
- 6) 3回の湖水位の低下量を合計すると11m にしかない。この数値は鈴木ほか(1982d)の第1表に記載されている段丘の高度である上位段丘525m、中位段丘519m、下位段丘515m の高度と合致しない。
- 7) WAKO (1966) の論文の Fig. 14から筆者は湖面下10, 15, 20m に平坦面を認めている。
- 8) 湖北の水深約2m の湖底にある樹林は3,500y BP 頃には海拔512m 位の陸上で成育していたものであり、その後湖水位の上昇によって水没枯死した。
- 9) 鈴木(1982d)の年代と筆者の年代との間に約5,500年の差がある。それが試料の採取方法や採取位置の相違によるものかどうかは不明である。若い年代は最小年代を示すと考え、古い年代値をとった。
- 10) 計算に使用したデータは水位低下時のデータとして28,000y BP の水位が550m という値と14,000y BP の水位が520m という値を使用した。一方水位上昇時のデータとしては5,500y BP の水位が508m、そして1,900y BP の水位が512m という値を使用した。水位の低下も上昇も均一な速度であったと仮定して夫々の2点を結ぶ直線を延長して交点を求め、その結果7,500y BP での水位が505m という値を得た。
- 11) 水位変化の原因として(1)気候変化による降水量や蒸発量の変化、(2)日橋川の下刻量の増

- 大による湖尻の低下, (3) 構造運動による湖盆の隆起や傾動, (4) 流入河川による湖盆の埋積, (5) 火山活動の影響などが考えられる。紙面の都合により本論では気候変化と構造運動の影響のみを取上げた。他の原因を加味した議論は別の機会に行う。
- 12) 大場ほか (1980) によると日本海の有孔虫化石群集の分析結果から60,000y BP から8,000y BP までの間で11,500y BP 頃を除き対馬暖流の流入は認められず日本海は親潮系寒冷群集で占められていたという。
- 13) 筆者は湖北の湖岸線を通る国道49号線に沿って一等水準点の過去87年間の変動を調査した。その結果、猪苗代湖北西部において隆起の傾向があることを指摘できる。

文 献

- 穴沢啄光 (1953) : 猪苗代湖の生成年代. *Archaeology (Jour. Archae. Soc. Keio High Sch.)*, **18**, 14-21.
- (1960) : 猪苗代湖中の縄文遺跡と森林址. 考古学研究会会報. 会津史談話会, **2**, 1-5.
- (1961) : 考古学上よりみた猪苗代湖. *福島考古*, **4**, 9-12.
- 中馬敦充・吉田 義 (1982) : 磐梯山南麓の地質について. 福大特定研究, **3**, 21-32.
- 堀江正治 (1953) : 猪苗代湖沿岸地域の二, 三の地形学的問題. *地理評*, **26**, 550-562.
- 川村智子 (1979) : 東北地方における湿原堆積物の花粉分析の研究——とくにスギの分布について——. 第四紀研究, **18**, 79-88.
- 中村嘉男 (1958) : 猪苗代湖北岸の湖成段丘について. *東北地理*, **11**, 20-21.
- (1980) : 基準面変動に関わる二・三の地形. 福大特定研究報告, **1**, 23-29.
- (1982) : 翁島泥流丘陵における谷底面高度並びに斜面形について. 福大特定研究, **3**, 65-72.
- OMOTO, K. (1976) : Tohoku university radiocarbon measurements III. *Sci. Repts. Tohoku Univ.* 7th Ser. (Geogr.), **26**, 135-157.
- , NAKATA, T. and Koba, M. (1976) : Tohoku university radiocarbon measurements IV. *ibid*, **26**, 299-310.
- (1977) : Tohoku university radiocarbon measurements V. *ibid*, **27**, 63-68.
- (1978) : Tohoku university radiocarbon measurements VI. *ibid*, **28**, 101-116.
- 小元久仁夫 (1979) : 有史以前の猪苗代湖の水位変化, 学報, **1**, 5.
- (1982) : 猪苗代湖盆の第四紀層の ^{14}C 年代測定. 福大特定研究報告, **3**, 81-89.
- (1986) : 猪苗代盆地南部より産出した埋没林の放射性炭素年代と古環境. *東北地理*, **38**, 154-157.
- (1987a) : 猪苗代盆地の地形とその形成年代 (要旨). *東北地理*, **39**, 202.
- (1987b) : 最終氷期以降の猪苗代盆地における自然環境の変遷 (要旨), *地理予*, **32**, 116-117.
- ONO, Y. (1984) : Last glacial climate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan. *Geogr. Rev. Japan*, **57** (Ser. B), 87-100.
- 大場忠道・堀部純男・北里 洋 (1980) : 日本海の2本のコアによる最終氷期以降の古環境解析. *考古学と自然科学*, **13**, 31-49.
- 相馬寛吉 (1984) : 赤井谷地・法正尻湿原における植生の変遷. 猪苗代湖の自然 (鈴木敬治・樫村利道・設楽 寛編), 野口英世記念館, 61-63.
- 鈴木敬治・真鍋健一・相馬寛吉・吉田 義 (1981) : 原層の地質年代と堆積環境について. 福大特定研究報告, **2**, 1-13.
- ・吉田 義 (1982) : 猪苗代盆地東縁地域の第四系について, 福大特定研究, **3**, 1-12.
- ・竹内貞子・制野敦子 (1982a) : 猪苗代盆地南部地域における段丘構成層. 福大特定研究報告, **3**, 13-20.
- ・真鍋健一・阿久津純 (1982b) : 赤井谷地湿原の構成層について. 福大特定研究報告, **3**, 45-50.
- ・相馬寛吉・樫村利道・真鍋健一 (1982c) : 法正尻湿原周辺の植生及び法正尻層とその植物化石群. 福大特定研究報告, **3**, 51-64.
- ・真鍋健一・吉田 義・中村嘉男・中馬敦充 (1982d) : 猪苗代盆地の構造発達史—猪苗代湖の生い立ちについて—. 福大特定研究報告, **3**, 73-80.
- (1984) : 法正尻・赤井谷地湿原とその形成過程. 猪苗代湖の自然 (鈴木敬治・樫村利道・設楽寛編), 野口記念館, 57-60.

只見川第四紀研究グループ (1966a) : 福島県野沢盆地の浮石質砂層の基底部より産出した木材の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 XXVI—. 地球科学, **82**, 8-9.

——(1966b) : 只見川・阿賀野川流域の第四系の編年—とくに沼沢浮石層の層位学的諸問題について—. 第四紀研究, **8**, 76-79.

† 田辺健一 (1949) : 猪苗代湖の湖岸地形概報. 東北地理, **2**, 16-19.

——(1953) : 猪苗代湖南岸の段丘地形と盆地の傾動に関する予察的研究. 地理評, **26**, 67-71.

TANABE, K. (1960) : Geomorphology of the northern half of Inawashiro basin with relation to the changes of lake level. *Sci. Repts. Tohoku Univ.* 7th Ser. (Geogr.). **9**, 67-80.

東京天文台 (1980) : 理科年表 (昭和55年). 地学35, 丸善.

WAKO, T. (1966) : Chronological study on gentle slope formation in northeast Japan. *Sci. Repts. Tohoku Univ.* 7th Ser. (Geogr.). **15**, 55-94.

吉田 義・鈴木敬治 (1981) : 磐梯山南地域の第四系について. 福大特定研究報告, **2**, 15-26.